

El episodio extensional del Cretácico Inferior en el Prebético del altiplano de Jumilla – Yecla (Murcia)

L. Vilas

Departamento de Estratigrafía, Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid. vilasl@eucmax.sim.ucm.es.

ABSTRACT

The main stratigraphic and tectosedimentary features of the Lower Cretaceous in the Jumilla-Yecla area, Murcia and Albacete regions, are presented and analyzed. The outcrops belong to the Prebetic Zone of the External Betic chains. Two sedimentary domains, the Albacete and the Prebetic (s.s.) domains, are differentiated taking into account the stratigraphic architecture of the Cretaceous rocks, mainly the occurring hiatuses and the relation with the underlying Jurassic rocks. The characteristics of the five depositional sequence sets distinguished in the Lower Cretaceous and the tectonics of the area, in which sierras and valleys alternate, are presented. Finally, the tectosedimentary evolution of the region, with different stages of extensional tectonics and fault-block rotation affecting the Prebetic and, later, the Albacete domains, is resumed.

Key words: Betic chains, Prebetic, Lower Cretaceous, extensional tectonics, depositional sequence set.

INTRODUCCIÓN

En la conferencia se tratará de resaltar los principales rasgos estratigráficos y tectosedimentarios de los materiales depositados durante el Cretácico Inferior en el altiplano de Jumilla-Yecla, dentro de la región de Murcia y en la parte Suroriental de Albacete. A partir de ellos, se realizarán algunas reflexiones sobre el modelo sedimentario y sus características, así como su influencia en los rasgos morfoestructurales actuales del área y su posible extensión al resto de los dominios en los que se generaron estos depósitos en similares condiciones espacio temporales y tectonoestratigráficas.

La región está comprendida actualmente dentro de las Zonas Externas de la Cordillera Bética y más concretamente en la Zona Prebética, conteniendo el límite entre las Zonas Prebética Interna y Prebética Externa (*sensu* Azema *et al.*, 1979). Este último límite se sitúa en diferentes posiciones según el autor consultado.

Bajo el punto de vista paleogeográfico, estos materiales se generaron en el margen sudibérico de la Placa Ibérica, que presenta una accidentada historia a lo largo del tiempo desde el inicio de su génesis, en el Jurásico Inferior, hasta su desaparición por el episodio compresivo que se desarrolló en el Terciario.

Durante el Mesozoico, en esta región se reconocen tres episodios extensionales que marcan claramente su evolución: El primero, probablemente de edad Pérmico-Triásico Inferior, corresponde a la ruptura de la Pangea, (Pérez López, 1991) generando abundantes espacios de acomodación cuyo estudio actualmente es muy difícil, ya que

por un lado la movilidad de las sales de edad triásica y las posteriores extensiones sufridas, así como la compresión final y la reciente distensión, han retocado fuertemente los afloramientos.

Después de una etapa de cierta tranquilidad tectónica, comienza el segundo episodio extensional en el Domeriense, con la rotura de la plataforma carbonatada generada en el Lías basal y que dió lugar a la génesis de espacios de acomodación mediante la creación de bloques rotados con notables respuestas sedimentarias e incluso actividad volcánica (Vera, 1988). El espacio en el que se sedimentaron los materiales con estas características se denomina Dominio Subbético, continuando la región septentrional en condiciones tectosedimentarias similares a las del resto de la Placa Ibérica que estaba iniciando su individualización.

El tercer episodio extensional tiene su máxima representación desde el Berriasiense superior hasta el Albienense superior *pro parte*, aunque ya a partir del Oxfordiense comienza a sentirse cierta movilidad de la cuenca representada principalmente por el aumento de la subsidencia frente a las zonas más centradas de la Placa Ibérica (Vilas y Querol, 1999). Esta extensión generó, inmediatamente al norte del área afectada por la extensión anterior, un nuevo espacio de acomodación con bloques rotados que dieron lugar a la génesis de semigrábenes con diferente amplitud y subsidencia. La zona en la que se produjeron estos hechos dio lugar al Dominio Sedimentario Prebético, al que más tarde nos referiremos.

Posteriormente se produjo un episodio de subsidencia generalizada y moderada, bastante homogénea, típica de

margen pasivo, a la que se le superpone a partir del Ceno-manense superior los efectos de una actividad tectónica premonitoria de la compresión final (Martín-Chivelet, 1993, 1996).

Así, queda claramente delimitado que los materiales que vamos a tratar en esta conferencia se generaron durante un período de tectónica extensional que, al igual que el producido en el caso del Jurásico Inferior y Medio, presentan un límite septentrional neto que los separa de una zona que no padeció la extensión y en la que no se produjo registro sedimentario durante este tiempo.

LOS MATERIALES

El análisis de la sucesión estratigráfica de los materiales del Cretácico Inferior en la Zona Prebética, permite delimitar dos áreas con arquitectura estratigráfica diferente, tomando como criterios de diferenciación las interrupciones sedimentarias y las relaciones con los materiales infrayacentes de edad Jurásica.

En el área septentrional, el registro sedimentario de los materiales jurásicos termina en el Kimmeridgiense superior, pudiendo llegar hasta el comienzo del Titónico (Arias, 1978; Bádenas, 1999). La sedimentación se reanuda localmente en el Barremiense superior y comienza la expansión de la cuenca en el Aptiense inferior. Esta región se ha denominado Dominio Sedimentario de Albacete (Golfo de Albacete, modificado de Vilas *et al.*, 1982).

En el área meridional, el registro sedimentario entre los materiales de edad jurásica y los de edad cretácica es prácticamente continuo, aunque existan pequeñas discontinuidades internas en las que los hiatos asociados se hacen más amplios hacia el límite septentrional. Esta región se ha denominado Dominio Sedimentario Prebético (Vilas y Querol, 1999).

En la figura 1, se representan los 11 conjuntos o *sets* de secuencias deposicionales en los que se han dividido los materiales del Cretácico en la región de Jumilla-Yecla. Estos *sets*, están limitados por importantes discontinuidades regionales. La extensión lateral representa el área en la que está representado cada *set*, diferenciándose claramente aquellos que abarcan los dos dominios sedimentarios definidos para el Cretácico de los que solamente están representados en el Dominio Sedimentario Prebético.

Los criterios en los que se basa esta división son continuidad sedimentaria, cambios importantes en la paleogeografía de la cuenca de ámbito regional y fácil reconocimiento de las características específicas. Dentro de cada una de estas unidades se puede reconocer la existencia de secuencias deposicionales, por lo cual se ha utilizado el término de *set* de secuencias para su definición. El conjunto de los materiales del Cretácico Inferior corresponde a los 5 primeros episodios tectonosedimentarios a partir del momento de la ruptura de la plataforma Jurásica por el comienzo de la tectónica extensional.

El primer conjunto (K1) comienza en el Berriasiense superior y representa la ruptura de la plataforma carbona-

tada jurásica y la llegada de terrígenos rellenando los espacios de acomodación generados por la rotación de los bloques. Aunque en la zona de Jumilla-Yecla no está muy bien representado (margas y arcillas con ostreidos y microcalcarenitas con abundante bioturbación y algunos gasterópodos) por estar en el borde septentrional de la extensión de la cuenca, presenta buenos afloramientos tanto en la zona de Cazorla (Sierra del Pozo, García-Hernández, 1978) como en la región del río Serpis al sur de Valencia. Su techo marca el límite entre el Valanginiense inferior y superior.

El segundo conjunto (K2), comienza con un brusco cambio tanto sedimentario como paleogeográfico, ya que la interrupción entre ambos representa un *drowning* de la plataforma que inunda bruscamente las zonas de sedimentación somera representada por el episodio anterior. Las facies clásicas de la parte basal de este episodio son margas con ammonites y alternancia de calizas, margas y arenas de plataforma externa en la parte media, terminando las secuencias siempre con calizas arrecifales. La evolución de este episodio es claramente de tendencia retrogradante ampliando hacia la parte superior el área abarcada por la sedimentación, por lo que su base es temporalmente heterócrona, más moderna cuanto más hacia el noroeste. El techo, en esta región, se encuentra dentro del Hauteriviense superior, en el que la llegada de un importante derrame de terrígenos aborta el desarrollo de los arrecifes superiores.

El tercer conjunto (K3), comienza en el Hauteriviense superior y puede llegar a alcanzar la parte basal del Barremiense superior. Presenta facies muy cambiantes que hace difícil una correlación exclusivamente litológica e incluso secuencial. Hacia el Sureste, está representado por una plataforma carbonatada somera con abundantes dasycladáceas, mientras que hacia el Noroeste son las facies de carofitas con intercalaciones marinas las que dominan. Ese es el primer episodio sedimentario de esta época extensional que se reconoce en el Dominio Sedimentario de Albacete. Aparece siempre con facies lacustres rellenando semigrábenes. En este caso parece que su edad es más moderna, Barremiense terminal, y localmente puede alcanzar parte del Aptiense inferior.

El cuarto conjunto (K4) es el que está mejor representado en toda la región, ya que es con el que comienza una primera etapa de expansión de la sedimentación, reconociéndose facies similares en todos los afloramientos; por otro lado, es la primera vez que se desarrollan importantes plataformas carbonatadas. En este episodio son características las facies urgonianas con abundantes orbitolinas, rudistas y corales. Durante este episodio es la primera vez que existe una clara conexión en la sedimentación marina entre los Dominios Sedimentarios de Albacete y Prebético descritos al inicio, aunque en el primero de ellos, en esta región, parece que esta conexión es más suave hacia el surco Ibérico que hacia el margen sudibérico, al menos en la base de la secuencia deposicional inferior. La edad de este episodio varía desde el Barremiense terminal, donde la base es más antigua, hasta el Clansaye-

CRETÁCICO DE LA REGIÓN DE JUMILLA YECLA

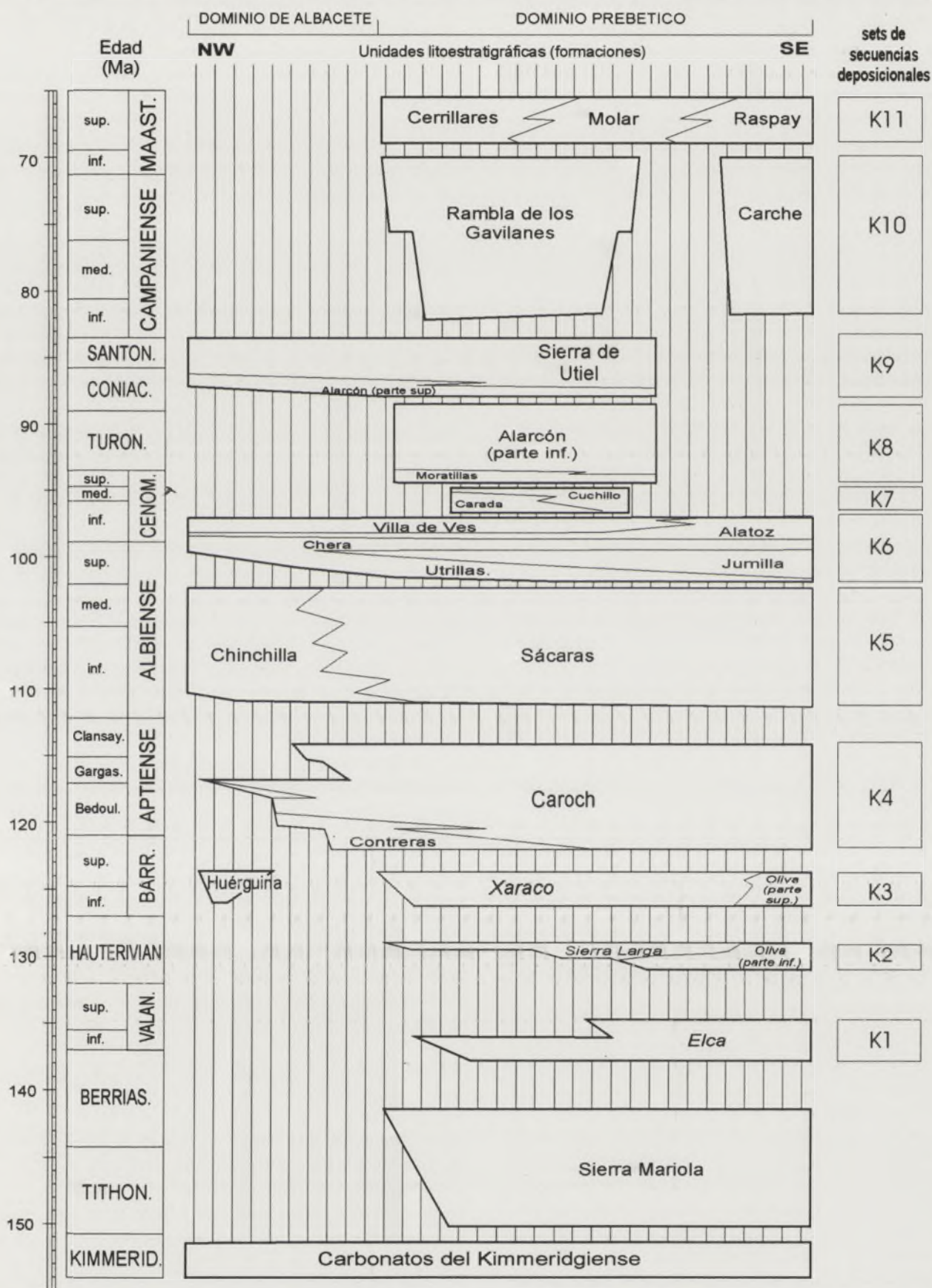


FIGURA 1: Sets de secuencias reconocidos en la zona del Altiplano de Jumilla - Yecla. Modificado de Martín-Chivelet, 1993 y de Vilas et al., 1998.

siense *pro parte*. En zonas más orientales, Alicante, puede alcanzar la base del Albiense (Castro, 1998).

El quinto conjunto (K5), presenta variaciones de facies muy importantes, desde sedimentación fluvial y lacustre en las zonas más noroccidentales hasta sedimentación de plataforma carbonatada interna con abundantes niveles de rudistas y pequeños edificios construidos de corales en las zonas más surorientales. Llegan a reconocerse facies hemipelágicas de plataforma externa en la zona de Alicante. Su edad abarca desde el Albiense inferior hasta la parte baja del Albiense superior en el que es cubierto por las Arenas de Utrillas con las que comienza la sedimentación postextensional.

ESTRUCTURA ACTUAL DE LA REGIÓN DE JUMILLA-YECLA

La Zona Prebética correspondiente al Altiplano de Jumilla-Yecla está situada en el Norte de la Región de Murcia y queda delimitada por: al Sur, el frente subbético cubre la estructura de forma irregular; al Oeste, la zona de fracturas de transferencia del entorno de Socovos - Elche de la Sierra la separa del Prebético de Cazorla; al Este, el valle del Vinalopó (Villena) con sus afloramientos triásicos la separa del Prebético de Alicante; y al Norte pasa de forma brusca a la región de Albacete-Almansa de clara tendencia tabular. Este último límite es el que separa los Dominios Sedimentarios de Albacete y Prebético definidos para el Cretácico Inferior. En la figura 2 se pueden reconocer, en un modelo digital de terreno, las localidades citadas.

Morfoestructuralmente, la región se caracteriza por la existencia de amplios valles de fondo bastante plano rellenos de materiales cuaternarios y limitados por estrechas y, a veces, elevadas sierras. Estos valles tienen una dirección predominante Noreste-Suroeste, aunque hay otro conjunto de valles, menos abundantes que presentan una dirección perpendicular a la anterior y en la que siempre existen diapiros de materiales triásicos, como los de Jumilla, Yecla, Pinoso y valle del Vinalopó.

Las sierras están formadas por sedimentos de edad Cretácica entre los que predominan los del Cretácico Inferior alto y Superior. En general, forman flancos de anticlinales cortados en su vertiente septentrional por una falla inversa y solamente en el núcleo de alguno de ellos afloran los materiales del Cretácico Inferior más bajo.

Estas sierras, en general con buena continuidad lateral, quedan cortadas por los valles citados anteriormente sin que exista una correlación exacta entre las sierras enfrentadas a ambos lados de los mismos. La geometría actual de estos valles y el relleno que presentan unido a los datos anteriores, permite apuntar la posibilidad de un funcionamiento como zona de falla de transferencia durante la extensión del Cretácico Inferior. Por otro lado, cuando se reconoce la terminación periclinal de la estructura, se sitúa siempre en el extremo opuesto al límite con los valles antes citados.

En las sierras en las que afloran y pueden estudiarse ambos flancos de la estructura, se aprecia claramente la

disimetría existente entre ambos, tanto en espesores como en facies para materiales pertenecientes al mismo episodio sedimentario. El caso más claro es el de Sierra Larga para los materiales en facies urgonianas del Episodio K4 (Arias *et al.*, 1996).

Dentro de cada una de estas estructuras, los patrones de facies para cada episodio sedimentario del Cretácico Inferior, así como la posición de los depocentros y variaciones de los espesores se adaptan al modelo de relleno de un semigraben generado durante el período en el que la tectónica extensional controló el desarrollo de esta región del margen sudibérico.

Por otro lado, de la interpretación de la sismica realizada para la exploración de hidrocarburos, se pueden extraer datos claramente destacables. Así, el mapa de isobatas del reflector más profundo, interpretado como el techo del basamento, muestra un plano casi vertical en el extremo noroccidental de cada transversal que hacia el Sureste cambia rápidamente a un plano con suave inclinación en dicho sentido. Este plano no parece estar afectado por fracturación alguna dentro de cada una de las zonas donde se ha podido reconocer y en las que presenta las mismas características.

Igualmente, los mapas de isobatas para el techo de las unidades carbonatadas del Cretácico Superior en un área de Jumilla-Cieza, muestra que cada sierra tiene una falla inversa en su flanco septentrional y que dichas fallas terminan lateralmente a escasa distancia de la terminación periclinal de la misma. También cabe destacar la existencia de un retrocabalgamiento en las inmediaciones meridionales de la zona verticalizada del techo del basamento antes citado. La elaboración de los datos geofísicos fue realizada por el Dr. Ramón Querol dentro de un informe regional en 1994.

A todo esto cabe añadir la importancia que tienen los afloramientos de materiales triásicos tanto en algunos valles de dirección Noroeste-Sureste como, principalmente, en los de dirección Suroeste-Nordeste. Todo ello indica la influencia que ha tenido la existencia de las sales de esta edad en el desarrollo de la historia geológica sinsedimentaria, y principalmente en la génesis de muchas de las estructuras que se observan actualmente en toda la región (Martínez del Olmo, 1999).

EVOLUCIÓN TECTONOSEDIMENTARIA EN EL CRETÁCICO INFERIOR

Con los datos expuestos, cabe elaborar un modelo tectonosedimentario en cuya evolución quedan marcadas las principales etapas de la historia del período extensional del Cretácico Inferior del margen sudibérico de la Placa Ibérica en esta área.

1.- Hasta el Oxfordiense, los materiales reconocidos en los sondeos, se caracterizan por su similitud de facies y espesores con los del resto de zonas más septentrionales y del Surco Ibérico, por lo que cabe interpretar que la región estaba íntimamente conectada con el resto de la Placa Ibérica y, de forma simultánea, bien diferenciada

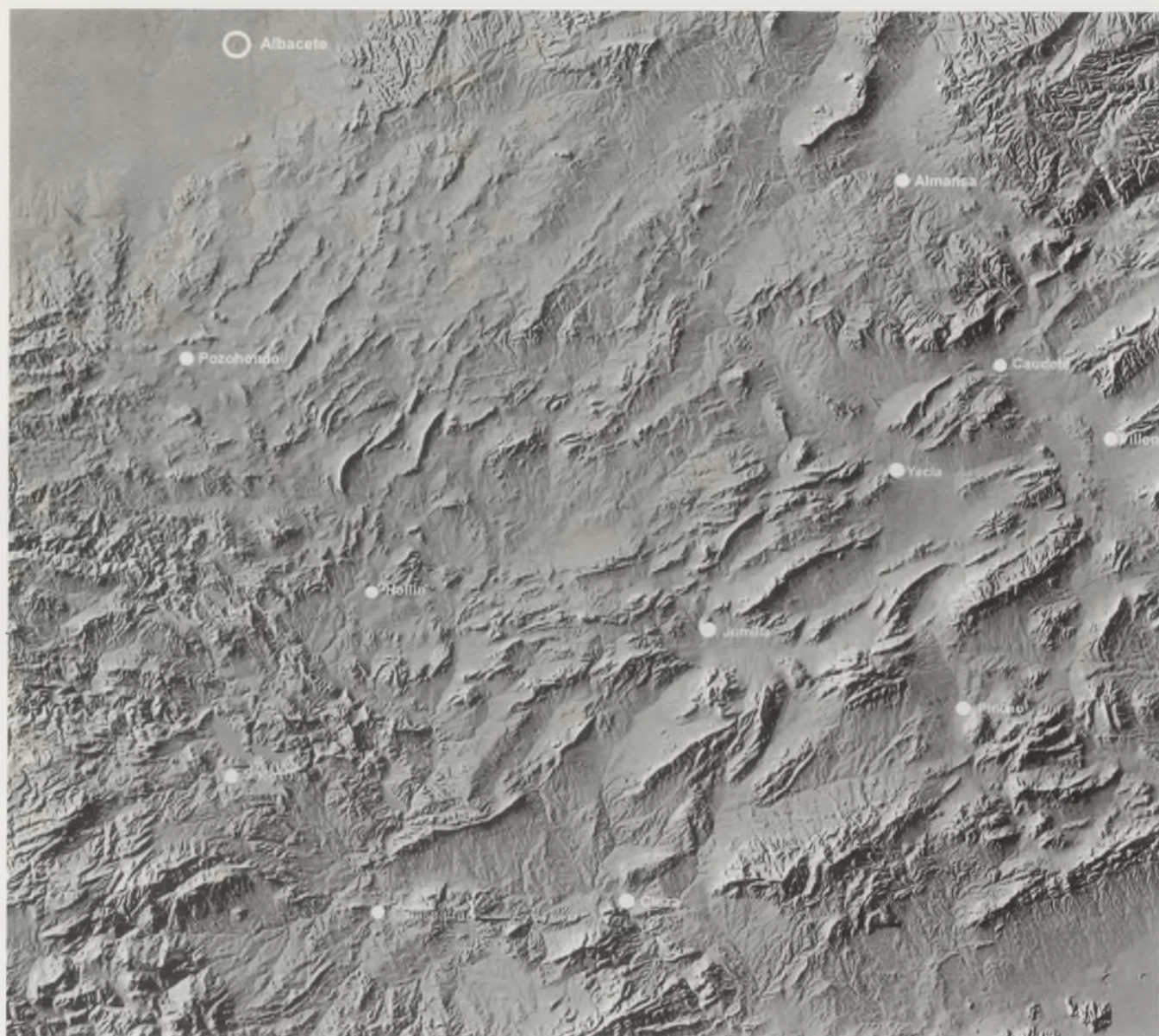


FIGURA 2: Situación de las principales localidades sobre un modelo digital del terreno.

del Dominio Subético en el que funcionaba una tectónica de rotación de bloques con plataformas abiertas fuertemente estructuradas.

2.- Desde el Oxfordiense hasta el Kimmeridgiense superior o el Tithónico basal (Arias, 1978, Bádenas, 1999), se divide la región en dos zonas: en la meridional (Dominio Sedimentario Prebético) se produce una brusca aceleración de la subsidencia mientras que en la septentrional (Dominio Sedimentario de Albacete) no se producen cambios notables, aunque se reconoce una tendencia a la colmatación. No obstante, en ambos dominios, limitados por una importante fractura, o flexión para este tiempo, se pueden reconocer las mismas unidades litoestratigráficas.

3.- Desde el Tithónico basal hasta el Berriasiense superior, aumenta la diferencia entre ambos dominios sedimentarios. Mientras que en el de Albacete no hay registro sedimentario, en el del Prebético la tasa de subsidencia aumenta, generándose grandes espesores durante el Tithónico y el Berriasiense inferior.

4.- En el Berriasiense superior, se produce la fragmentación de la plataforma carbonatada jurásica en el Dominio Sedimentario Prebético, creando numerosos semigrábenes con rotaciones de bloques y con unas características sedimentarias muy concretas. En este período que abarca hasta el Barremiense superior, se generan los episodios sedimentarios K1, K2 y K3, cuyas peculiaridades ya han sido descritas anteriormente. Durante este tiempo no hay registro sedimentario en el Dominio Sedimentario de Albacete.

5.- En el Barremiense superior, comienza a producirse la fracturación del Dominio de Albacete con la creación de extensos semigrábenes (Chinchilla de Montearagón), rellenos de calizas lacustres correspondientes a la parte final del episodio K3.

6.- Al final del Barremiense, la sedimentación comienza a extenderse por toda la región sobrepasando la fractura que separaba los dos dominios. Corresponde este período al episodio K4 caracterizado por las facies urgonia-

nas. Esta etapa termina en el Aptiense final o en el Albiense basal.

7.- Durante el Albiense inferior, medio y la parte baja del superior (episodio K5), se desarrolla una potente acumulación de materiales en el Dominio Sedimentario Prebético que presenta rápidas variaciones de facies y de ambientes sedimentarios en cortas distancias: desde arcillas y arenas continentales a calizas con abundantes rudistas en posición de vida. Aunque la arquitectura estratigráfica de este episodio no está bien conocida, parece que todavía continúa la actividad tectónica muy activa. En el Dominio sedimentario de Albacete, este episodio está representado muy pobremente, a excepción de la zona de Chinchilla de Montearagón donde alcanza espesores de 100 m, siempre en facies continentales. Hacia el Este (Mompichel) son característicos y abundantes grandes fragmentos de lignitos, formando capas no muy continuas entre los sedimentos terrígenos de marismas con gran influencia fluvial.

8.- La discontinuidad existente entre el episodio sedimentario anterior y la Fm. Arenas de Utrillas, que forman la base del episodio K6 marcan el final del período de tectónica extensional, produciéndose un cambio de modelo tectonosedimentario a un margen pasivo de clara expansión sedimentaria, con facies similares cubriendo grandes extensiones y en el que solamente el cambio de espesores, a causa de una subsidencia diferencial, marca la existencia de la gran fractura que ha estado limitando durante todo el Cretácico Inferior los dos dominios sedimentarios de Albacete y Prebético (Martín-Chivelet, 1993).

Finalmente, quiero destacar que las unidades estratigráficas descritas anteriormente, así como los principales rasgos de la evolución tectonosedimentaria del Margen sudibérico para el Cretácico Inferior en el Altiplano de Jumilla-Yecla, son claramente reconocibles en el resto de la Zona Prebética actual, por lo que presentan un indudable valor de correlación dentro de las Zonas Externas de la cadena Bética. Además también se reconocen las principales interrupciones, que limitan los *sets* de secuencias, en el margen magrebí de la cuenca aunque la respuesta sedimentaria a los procesos descritos sea, lógicamente, diferente.

No quiero terminar este texto sin agradecer a todas las personas que de una forma u otra han compartido los trabajos que han permitido elaborar e interpretar las ideas expuestas y que en primer lugar personalizo en los colaboradores asiduos, destacando en primer lugar a Consuelo Arias quién junto a Javier Martín-Chivelet, Rocío Gimenez y a Jean Pierre Masse han formado el «nucleo de esta investigación». No puedo olvidar las conversaciones, los intercambios de ideas en el campo y la aportación de Manuel García Hernández, Juan Antonio Vera, Pedro Ruiz Ortiz, José Manuel Castro, Ginés de Gea, Wenceslao Martínez del Olmo, José Ramón Peláez, Pedro Herranz, Cristino Dabrio y a tantos otros que con sus publicaciones han aportado datos objetivos e interpretaciones siempre útiles para el análisis de la cuenca.

REFERENCIAS

- Azema, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A.C. y Vera, J.A. (1979): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de las Cordilleras Béticas*. Univ. de Granada, 83 p.
- Arias, C. (1978): *Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del nordeste de la provincia de Albacete*. Tesis doctoral, Univ. Complutense. *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, 3, Madrid, 299 p.
- Arias, C., Masse, J.P. y Vilas, L. (1996): Relaciones tectónica-sedimentación en el Aptiense de Sierra Larga, Jumilla (Murcia). *Geogaceta*, 20-1: 43-46.
- Bádenas, B. (1999): *La sedimentación en las rampas carbonatadas del Kimmeridgiense en las cuencas del Este de la Placa Ibérica*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 256 p.
- Castro, J.M. (1998): *Las plataformas del Valanginiense superior-Albiense superior en el Prebético de Alicante*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 452 p.
- García-Hernández, M. (1978): *El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las sierras de Cazorla y Segura (Zona Prebética)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 344 p.
- Martín-Chivelet, J. (1993): *Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la Margen Bética (Altiplano de Jumilla-Yecla, Murcia)*. Tesis doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 899 p.
- Martín-Chivelet, J. (1996): Late Cretaceous subsidence history of the Betic Continental margin (Jumilla-Yecla Region, SE Spain). *Tectonophysics*, 265: 191-211.
- Martínez del Olmo, W. (1999): Diapirismo de sales triásicas: Consecuencias estructurales y sedimentarias en el Prebético oriental (Cordillera Bética, SE España). *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo. AGGEP*, 175-187.
- Pérez López, A.D. (1991): *El Triásico de facies Germánica del Sector central de la Cordillera Bética*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 400 p.
- Vera, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la Cordillera Bética. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (2-4): 373-391.
- Vilas, L. y Querol, R. (1999): El límite septentrional de la extensión prebética en el sector de Murcia. *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo. AGGEP*, 219-226.
- Vilas, L., Mas, R., García, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N. y Rincón, R. (1982): Ibérica suroccidental. En: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense, Madrid, 457-514.
- Vilas, L., Martín-Chivelet, J., Arias, C., Giné, R., Ruiz-Ortiz, P.A., Castro, J.M., Masse, J.P. y Estévez, A. (1998): Cretaceous carbonate platforms of the Spanish Levante. Sedimentary evolution and sequence stratigraphy. En: *15th IAS International Sedimentological Congress*. Alicante. Field trip Guide Book, 293-315.